

Active Fault and Earthquake Research Center

September 2012

NEWS No.37

http://unit.aist.go.jp/actfault-eq/index.html

Contents

南アフリカ金鉱山における
 地震研究の紹介 … 1

西南日本の断層深部構造ー
 中央構造線ボーリングコアー
 …4

● 外部委員会活動報告2012 年 8 月末~9 月 … 9





佐藤隆司(地震素過程研究チーム), 雷 興林(地圏資源環境研究部門 CO₂ 地中貯留研究グループ)

1. 南アフリカ金鉱山における地震研究

著者らは1995年頃より南アフリカ金鉱山における地震研究グループ(以下,南ア グループ)に参加しています[飯尾・深尾(1992)].鉱山では採掘によって地下に 空洞ができることにより周囲の岩盤に応力が集中し,地震が発生することがありま す.南アフリカの金鉱山は深さが最大5kmにも達し,マグニチュード(M)3クラス の地震が数多く発生します. M4を越える地震が発生することもあります.

鉱山における地震の研究には、通常の自然地震観測では実現不可能な以下のよう な特徴があります.鉱山では採鉱プランに基づき近い将来地震が発生しそうな場所 がある程度特定できます.従って、その周辺にあらかじめ観測装置を設置すること により、準備過程から余効変動を含む地震の一生を、震源極近傍で、比較的短期間 の観測で捉えることができます.場合によっては、地震が発生した現場まで行って、 そこにある石を手に取ってみることも可能です.写真1は2003年に発生した M2.5 の地震の震源を約2ヶ月後に訪れた時に撮影したものです.



写真1 2003年3月に南ア金鉱山の深さ約3kmで発生した M2.5の地震で生じた断層. 地震の約2ヵ月後に撮影.天井の右側がずり下がり,坑木の頂部が折れているのが分かります.

実験室で岩石破壊試験を行うと、岩石試料が最終的に破壊する前に、試料内部に多数の小さな割れ目 (微小破壊)ができます.微小破壊の生成時には高 周波の弾性波(アコースティック・エミッション、 AE)が励起されます.AEは多くの点で地震と類似 の性質を持っており、著者らは地震の基礎研究とし てAEの性質を調べています[例えばLei and Satoh (2007)、佐藤・雷(2009)].室内実験の結果を地震 に適用するには微小破壊と自然地震のサイズの違 いを考慮する必要があります.微小破壊の大きさは ミリメートルのオーダーで、最大数100 km にも達 する自然地震とはサイズに 10⁸程度の違いがありま す.鉱山で発生する地震のサイズはこれらの現象の 中間に位置し、サイズの影響を考える上で重要で す.

南アグループではこれまでに、高精度の極微小 地震観測により、Mw1.9の地震の余震の震源を 13,000個以上決定し、本震の形状を明らかにした [Yabe et al. (2009)]ことや、震源極近傍での歪観 測により、通常の鉱山地震に比べて継続時間の長い ゆっくりしたすべりが存在すること、特に継続時間 の長いゆっくりすべりには小さなすべりが先行す ることがあることを発見する [Naoi et al. (2006)] など多くの成果をあげています.

2. SATREPS「鉱山での地震被害低減のための観

測研究」

SATREPS とは地球規模課題対応国際科学技術協力事業の略称で、科学技術振興機構と国際協力機構が共同で推進する国際共同研究プログラムです。「鉱山での地震被害低減のための観測研究」は2009年度に採択された5カ年計画のプロジェクトで、立命館大学を中心に日本および南アフリカの多くの研究機関が参加しています。

本プロジェクトでは、震源の物理の解明を目指し た従来の南アグループの研究に加え、それらの成果 を鉱山での災害軽減に役立てる試みがなされてい ます.地震発生に至る応力蓄積過程の解明や地震断 層の形状を正確に把握することを目的に、将来地震 の発生が予想される場所の近傍での高精度極微小 地震観測や歪観測が行われています.また、地震時 のダイナミックな滑り過程を解明するとともに地 下での強震動予測を高度化するため、断層に沿う 複数の点での歪とすべりの観測が行われています. さらに、地表に被害を及ぼすような地震の強震動予 測のための地表地震観測網の整備を行っています.

3. 震源から採取した岩石試料を用いた破壊実験

我々は SATREPS プロジェクトにおいて「震源の 岩石分析グループ」に属し,採取されたボーリング コアを用いた物性試験や破壊試験を通して,観測結 果の解釈に貢献することを目指しています.ここで は,Yabe et al. (2009) で報告された Mw1.9 の地震 の震源の近くから採取されたコアを用いた破壊実 験について紹介します.

Yabe et al. (2009) によって決定された詳細な余 震分布によると、この地震は厚さ約 30 m の斑糲岩 (Gabbro) のダイクの中で発生し、ダイクを挟む珪 岩 (Quartzite) の母岩には破壊が伝播していません. このような地震の発生の仕方にはダイクと母岩の 物性や変形・破壊様式の違いが関係している可能性 があると考え、斑糲岩の破壊実験を行いました.

実験に用いたのは写真 2a) に示した斑糲岩試料 です.写真 2b)の緑色の試料は母岩から採取され た珪岩です.試料は直径 40 mm,長さ 100 mmの円 柱形で,歪や AE を計測するためのセンサを取り付 け,コアが採取された深度に相当する 75 MPaの封 圧をかけて破壊実験を行いました.AE 震源分布を 実験後の試料の写真と重ね合わせたものを図1に 示します.図1左の YZ プロットを見ると,AE 震 源が最終破壊面上に集中しているのが分かります.



写真2 Mw1.9 の地震 [Yabe *et al.* (2009)] の震源付 近から採取された岩石試料. a) 地震が発生したダイクを 構成する斑糲岩 (Gabbro), b) ダイクを挟む母岩を構 成する珪岩 (Qurtzite). 本文で紹介する実験には斑糲岩 試料を用いました. 試料は直径 40 mm, 長さ 100 mm の円柱形.



図1 AE の震源分布(黄色い + 印)と実験後の試料を重ねたもの. XZ プロット中の 黒破線は断層面の折れ曲がりを示します.

AE 震源は最終破壊面に沿って上から下にゆっくり と拡大し,試料の中央付近まで拡大した後に,大き な破壊音を伴い,試料全体に及ぶ急激な破壊が発生 しました.地震のような急激な破壊が発生する前に は,破壊面がゆっくり拡大するプロセス(準静的震 源核形成過程)があり,地震先行現象の原因のひと つと考えられています.上述のAE 震源のゆっくり とした拡大は震源核形成過程に対応するものと考 えられます.最終破壊直前には震源核の大きさは 約2×5 cm²に達しています.図1右のXZプロッ トを見ると,震源核形成過程で発生したAEの震源 分布の形状は、試料上部における断層面の折れ曲が りと良く一致します.準静的な断層の拡大がダイナ ミックなものに移り変わることと断層面の形状が 関連するのかも知れません.

4. おわりに

南アフリカ金鉱山で発生した Mw1.9 の地震の震 源付近から採取した岩石試料を用いた破壊実験に ついて紹介しました.ダイナミックな破壊に先駆し て2×5 cm²程度の大きさの震源核の形成が認めら れました.Yabe et al. (2009)によると,この地震 の前には前震活動は認められません.この違いは地 震先行現象のスケール依存性を考える上で興味深 い結果です.今回用いた試料は地震発生前に採取さ れたものですが,地震発生後に地震断層を貫くボー リングが行われています.今後はダイクを挟む母岩 から採取した試料や地震後に採取した試料を用い た実験を行う予定です.

参考文献

- 飯尾能久・深尾良夫(1992)南アフリカ金鉱山にお ける国際共同実験参加の呼びかけ,地震学会 ニュースレター,3,8-9.
- Lei, X., and Satoh, T. (2007) Indicators of critical point behavior prior to rock failure inferred from prefailure damage, Tectonophys., 431, 97-111.
- Naoi, M., Ogasawara, H., Takeuchi, J., Yamamoto, A., Shimoda, N., Morishita, K., Ishii, H., Nakao, S., van Aswegen, G., Mendecki, A.J., Lenegan, P., Ebrahim-Trollope, R., and Iio, Y. (2006) Small slow-strain steps and their forerunners observed in gold mine in South Africa, Geophys. Res. Lett., 33, L12304, doi:10.1029/2006GL026507.
- 佐藤隆司・雷 興林 (2009) アコースティック・エ ミッション-地震発生過程解明のための実験 的研究-, 地震 2, 61, S535-S54.
- Yabe, Y., Philipp, J., Nakatani, M., Morema, G., Naoi, M., Kawakata, H., Igarashi, T., Dresen, G., Ogasawara, H., and JAGUARS (2009) Observation of numerous aftershocks of an Mw 1.9 earthquake with an AE network installed in a deep gold mine in South Africa, EPS, 61, e49-e52.

AFERC NEWS No.37

西南日本の断層深部構造 -中央構造線ボーリングコアー

重松紀生(地震素過程チーム)・藤本光一郎(東京学芸大学)・奥平敬元(大阪市立大学)

1. はじめに

OPICS

内陸大地震は深さ 10-15 km 程度の活断層の深部, 地震発生層の最下部付近で発生します.大地震の準 備過程の理解には、断層深部への力のかかり具合, かかった力に対する岩石の挙動が重要となります. しかし、このいずれもよくわかっていないのが現状 です.深さ 10-15 km 程度という深さで起こる現象 を直接観測したり観察したりすることができない ことが大きな理由です.

一方,大きな断層の周囲には,深部での断層運動 を受けた断層岩が見られることがあります.深さ 10-15 km 程度という深さで起こる現象についての 情報は,このような岩石の解析によっても得ること ができます.

ただし、地表に露出する断層岩からでは、十分な 情報が得られないことは度々あります。断層岩が地 表に露出している場所が少ないことや、変質や変 形履歴が複雑であることから構造の詳細がわから ないことによります。断層帯を貫通するボーリン グにより岩石が得られれば(ボーリングコア)、こ のような問題をある程度は避けることができます。 世界的にもアメリカのサンアンドレアス断層や(例 えば Bradbury et al., 2007; 2011), ニュージーランド のアルパイン断層(Townend et al., 2009)において このような調査が現在進んでいます.

2. 中央構造線断層帯掘削

産業技術総合研究所(以後,産総研)では2006 年度より,東南海・南海地震予測のための地下水 等総合観測点の整備を進めています(小泉ほか, 2009).これらの観測点では異なる3深度(30 m, 200 m, 600 mが基本)の井戸が掘削され,地下水 位,地下水温,地殻歪,地震の観測が行われてい ます.これらの中で,三重県松阪市飯高町赤桶に 整備した松阪飯高観測点の600 m 孔は,中央構造 線(以後 MTL)の北約300 m に位置しており,掘 削深度472.9 m で MTL を貫通しています(重松ほ か,2009)(図1).MTL は地質学的には西南日本 内帯と外帯を分け,日本の陸上では最長となる延長 約1000 kmの断層で,奈良県の五條市以西は活断 層としても評価されています(地震研究推進本部, 2011).ここでは松阪飯高観測点の整備によって得



図1 松阪飯高観測点の位置(ITA)と、周辺の地質調査及びボーリングコア解析に基づく地質断面図.

られたボーリングコアにより明らかになった中央 構造線断層帯の構造について報告します. 詳しくは Shigematsu *et al.*, (2012) や Okudaira and Shigematsu (2012) などに報告されています.

なお,松阪飯高観測点は,その直下約40kmに おいてフィリピン海プレートの沈みこみに伴って 深部低周波微動やゆっくり地震が発生しています (Obara, 2002; Obara and Hirose, 2006; Imanishi *et al.*, 2011). この観測については昨年の活断層・地震研 究センターニュースの6月号に紹介されていますの で(今西ほか, 2011),興味のある方はそちらも参 照してください.

3. 中央構造線断層帯の内部構造

松阪飯高観測点の600m孔では,掘削深度 472.9mを境に上盤が西南日本内帯の領家帯起源の 岩石,下盤が西南日本外帯の三波川帯起源の岩石が 分布します(図1・2).ここでは,領家帯起源の岩 石と三波川帯起源の岩相境界を単にMTL(図3a), MTLに沿った断層活動によって変形を被った領域 をMTL断層帯と呼ぶことにします.

MTLの下盤の三波川帯起源の岩石は,掘削深度 472.9-555.0 mの間は破砕しています(図 2a).中で も掘削深度 474.45-476.25 mの間は強く破砕してい ることから(図 2b),この部分の変形は強く局所化 し,一様な変形ではないことがわかります.なお破 砕物に含まれる変質鉱物から,この破砕帯の形成温 度は 200℃程度と推定されました.

一方, MTL の上盤の領家帯起源の岩石にはいく つかのマイロナイト帯が発達し, それを切るよう に破壊や摩擦滑りを被った断層岩が分布していま す(図 2a).マイロナイトとは, 断層の深い部分で



図2 600 m 孔のボーリングコア柱状図.(a) コア全体の断層岩の分布. 柱状図横の矢印は領家帯起源の岩石 中に発達する顕著な脆性断層.(b)中央構造線断層帯主破砕部の詳細. 掘削深度 474.5 m-476.25 m の間は 強く破砕している.

高温のため岩石が水あめのように流動する変形を 被ったものです. 掘削深度 200-300 m 付近のマイロ ナイトにおいては,長石粒子に面構造と平行な引き 延ばしや波動消光といった塑性流動の特徴が認め られます.これに石英の変形の特徴などを考慮する と変形温度は450℃以上と推定されます(図3b). 一方, MTL に近い掘削深度 450-472.95 m のマイロ ナイトにおいては,長石粒子の破壊が認められ,石 英の変形の特徴などを考慮すると変形温度は300℃ -400 ℃の間と推定されます(図 3c). また, 掘削深 度 450-472.95 m においては、マイロナイトの構造 を切ってカタクレーサイトと呼ばれる断層岩が分 布しています (図 3d, e). カタクレーサイトとは断 層に沿う破壊や摩擦すべりによって生じた粉砕粒 子が、 断層深部の高い圧力や流体の作用により固結 したものです. カタクレーサイトに含まれる変質鉱 物から、その変形温度は 300 ℃付近であったと推定 されます.

以上のことから, MTL 断層帯は 450 ℃以上の温 度における流動変形の後,変形温度が下がり,やが て脆性-塑性遷移を経験し,カタクレーサイトの形 成,さらに MTL の下盤に見られる破砕帯の形成を 通じ発達してきたことがわかります.

4. 大地震の準備過程に関わる変形

内陸大地震の震源は多くの場合,地震発生層の最 下部に位置しています.これはこの付近が,岩石の 変形が,浅い部分での破壊や摩擦滑りを主としたも のから,深い部分での岩石が水あめのように流動す る変形に変化する脆性-塑性遷移に相当すること と関係します. 松阪飯高観測点の 600 m 孔におい



図3 ボーリングコアおよびその顕微鏡写真.(b)-(f)のXとZはそれぞれ線構造方向と,面構造と垂直方向. (a)ボーリングコアに見られる中央構造線(矢印).ボーリングコアの太さは61.1 mm.(b)掘削深度200-300 m付近のマイロナイトの偏光顕微鏡写真.カリ長石粒子(Kf)が面構造と平行に引き延ばされている. Qz:石英多結晶体.PI:斜長石粒子.(c)掘削深度450-472.95 mのマイロナイトの偏光顕微鏡写真.石英 多結晶体(Qz)は非常に細粒.斜長石粒子(PI)の破壊が認められる.(d)掘削深度450-472.95 mのカタ クレーサイト(強変形).強い面構造が発達している.(e)掘削深度450-472.95 mのカタクレーサイト(弱 変形).面構造(S)と高角をなす岩片の辺に沿って緑泥石の沈積(矢印)が認められる.(f)掘削深度450-472.95 mのカタクレーサイト中に発達するシュードタキライト(全体の構造を切って発達する褐色脈状部分).

ては,掘削深度450-472.95mに見られる,変形温 度は300℃-400℃の間と推定されるマイロナイト と,これを切って分布するカタクレーサイトがそれ ぞれ,脆性-塑性遷移の直下と直上で形成した岩石 と考えられます.

掘削深度 450-472.95 m に見られるカタクレーサ イトは大量の緑泥石や白雲母といったフィロ珪酸 塩鉱物を含み、しばしば強い面構造が発達していま す(図 3d).また変形が弱い場合に岩片の面構造と 高角をなす辺に沿って緑泥石の沈積が認めらます (図 3e).これはカタクレーサイトの変形に圧力溶 解という現象が関係していることを示しています. また、カタクレーサイト中にはシュードタキライト と呼ばれる断層岩が見られます(図 3f).シュード タキライトは、地震に伴う高速摩擦発熱に伴い岩石 が溶融してできた断層岩です.

実験的に調べられている圧力溶解を伴う断層岩 の摩擦の性質に従うと(Niemeijer and Spiers, 2005; 2006; 2007 など), 断層の強度は何も含まない岩石 同士の接触面にくらべかなり小さくなります.こ れに従うと, 脆性-塑性遷移の直上にかかる力(差 応力)(注1)の大きさは従来考えられていたより もはるかに小さく 50-100 MPa 程度ということにな ります.

一方, 掘削深度 450-472.95 m に見られるマイロ ナイト中では, 石英粒子は非常に細粒で, 複数の 塑性流動機構の共存が認められます(図 3c). 走査 型電子顕微鏡を用いた結晶方位解析に基づくと(図 4),平均粒径が 3.0 µm 以上の石英粒子は転位クリー プと呼ばれる塑性流動機構で,平均粒径が 3.0 µm 未満の石英粒子は粒界滑りと呼ばれる塑性流動機 構で変形しました.このような複数の塑性流動機構 の共存は限られた差応力・歪速度条件(注 2)でし か起こりません.変形温度 300℃を仮定すると,差 応力が 280 MPa 程度,歪速度が 1.2×10⁻¹¹/秒がそ の条件となります.ただし,この見積もりは仮定す る変形温度により値が変わります.

以上の結果を踏まえると、地震発生層の最下部付 近では、脆性-塑性遷移直下の断層にかかってい た差応力は、直上の断層にかかっていた差応力に 比べ大きかった可能性があります.すなわち、内 陸大地震の準備過程(応力蓄積過程)の理解には、 破壊や摩擦が卓越する深度だけではなく、塑性流動 が起こる深度で起こる現象についても十分な検討 が必要と思われます.また、実験的に調べられてい る圧力溶解を伴う断層岩の摩擦の性質と、地震に伴 う高速摩擦発熱の痕跡であるシュードタキライト をカタクレーサイトが含むことは一見矛盾します. このことについての検討も必要です.なお、本報告 での差応力等の見積もりについては、様々な角度か ら検証する必要があります.これらの検討結果につ いても別の機会に報告できればと思います.



図4 走査型電子顕微鏡を用いた結晶方位解析に基づく石英マッピングの結果. 左:結晶度に基づくマッピング. 色が暗い場所は粒界などの結晶度が悪い場所. 右:結晶方位に基づくマッピング. (a)結晶方位配列 が転位クリープによる変形を示す試料. 平均粒径は 3.0 µm 程度. (b)結晶方位配列が粒界滑りによる変形 を示す試料. 平均粒径は 2.5 µm 程度.

謝辞

本報告における解析には科研費基盤(B)(課題 番号:20340136,研究代表者:藤本光一郎)を使用 しました.また走査型電子顕微鏡を用いた結晶方位 解析にあたっては,早稲田大学教育学部の装置を使 わせていただきました.使用に当たっては同大学の 高木秀雄教授,三浦 仁様に便宜を図っていただき ました.

- 注1:岩石にかかる力は単位面積あたりにかかる 力であらわされ、応力と呼ばれます.応力に は直交する3方向に最大主応力、中間主応力、 最小主応力があり、最大応力と最小応力の差 を差応力と呼びます.差応力がない場合、物 体の体積は変化しますが変形はしません.ま た応力の単位はPa(パスカル)です.1Paは 1m²に0.1kgf程度の力がかかる大きさです.
- 注2: 歪速度は変形の速さを表し、単位時間あたり の変形量を表します. 例えばもともとの長さ が1mのものが1秒間に長さが99 cmになっ たとすると、長さの変化は0.01 m/1 m=0.01 な ので、歪速度は0.01/秒となります.

参考文献

- Bradbury, K. K., Barton, D. C., Solum, J. G., Draper, S. D., and Evans, J. P., (2007), Mineralogic and textural analyses of drill cuttings from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) boreholes: initial interpretations of fault zone composition and constraints on geologic models. Geosphere 3, 299-318. doi:10.1130/GES00076.1.
- Bradbury, K.K., Evans, J.P., Chester, J.S., Chester, F.M., and Kirschner, D.L., (2011), Lithology and internal structure of the San Andreas fault at depth based on characterization of Phase 3 whole-rock core in the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) borehole. Earth Planet. Sci. Lett., 310, 131-144.
- Imanishi, K., Takeda, N., Kuwahara, Y., and Koizumi, N., (2011), Enhanced detection capability of nonvolcanic tremor using a 3 - level vertical seismic array network, VA - net, in southwest Japan. Geophys. Res. Lett., 38, L20305, doi:10.1029/2011GL049071.
- 今西和俊・武田直人(2011),深部低周波微動の 発生機構の解明を目指した紀伊半島における 地上地震計アレイ観測.産業技術総合研究所 活断層・地震研究センターニュース. No.24, 1-5.

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2011),中 央構造線断層帯(金剛山地東縁-伊予灘)の 評価(一部改訂).http://www.jishin.go.jp/main/ chousa/katsudansou_pdf/81_83_85_86_89_chuo_2. pdf.
- 小泉尚嗣ほか(2009),東南海・南海地震予測のた めの地下水等総合観測点整備について,地質 ニュース,662,6-10.
- Obara, K., (2002), Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan. Science 296, 1679-1681.
- Obara, K., and Hirose, H., (2006), Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone. Tectonophysics 417, 33-51.
- Okudaira, T., and Shigematsu, N., (2012), Estimation of stress and strain rate in mylonite based on the boundary between the fields of grain-size sensitive and insensitive creep. J. Geophys. Res., 117, B03210, doi:10.1029/2011JB008799.
- Niemijer, A. R., Spiers, C. J., (2005), Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle-ductile transition: insights from rock analogue experiments.
 In: Bruhn, D., Burlini, L., (Eds.), High-Strain Zones: Structure and Physical Properties, Geological Society, London, Special Publication, London, vol. 245, pp. 303-327.
- Niemeijer, A. R., Spiers, C. J., (2006), Velocity dependence of strength and healing behaviour in simulated phyllosilicate-bearing fault gouge. Tectonophysics, 427, 231-253.
- Niemeijer, A. R., Spiers, C. J., (2007), A microphysical model for strong velocity weakening in phyllosilicate-bearing fault gouges. J. Geophys. Res., 112, B10405, doi:10.1029/2007JB005008.
- 重松ほか(2009),中央構造線断層帯掘削とコアに よる断層帯内部構造解析.地質ニュース,662, 16-22.
- Shigematsu, N., Fujimoto, K., Tanaka, N., Furuya, N., Mori, H., and Wallis, S., (2012), Internal structure of the Median Tectonic Line fault zone, SW Japan, revealed by borehole analysis. Tectonophysics, 532-535, 103-118.
- Townend, J., Sutherland, R., and Toy, V.G., (2009), Deep fault drilling project-Alpine fault, New Zealand. Scientific Drilling 8, 75-82. doi:10.2204/iodp. sd.8.12.

外部委員会等活動報告(2012年8月末~9月)

2012年8月27日

地震調查研究推進本部地震調查委員会長期評価部 会第19回活断層分科会(吉岡出席 / 東京)

2012年8月30日

地震防災対策強化地域判定会(小泉出席/気象庁) 東海地方周辺の最近の1ヶ月のデータを持ち寄っ て検討し,東海地震発生可能性について協議した.

2012年8月31日

地震調査研究推進本部地震調査委員会第182回長 期評価部会(吉岡出席 / 東京)

2012 年 9 月 7 日 地震・津波に関する意見聴取会(杉山・岡村・阿部 出席 / 原子力安全・保安院) 今までの意見のとりまとめと確認 2012年9月11日 地震調査委員会(岡村出席/文部科学省) 8月の地震活動の評価

2012 年 9 月 20 日 首都直下地震モデル検討会(岡村出席 / 内閣府) 首都圏の地盤モデルについてほか.

2012年9月21日 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部 会第20回活断層分科会(吉岡出席/東京)

2012 年 9 月 26 日 地震調査研究推進本部地震調査委員会第 183 回長 期評価部会(吉岡出席 / 東京)

2012年9月26日 UJNR 地震調査専門部会第40回国内部会(桑原出 席/東京) 10/9-の日米合同部会会議(DENVER)に関する最 終打ち合わせを行なった.

AFERC NEWS No. 37 September 2012

 2012年10月発行

 発行・編集
 独立行政法人 産業技術総合研究所

 活断層・地震研究センター

 編集担当
 黒坂朗子

問い合わせ 〒 305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7 事業所 Tel: 029-861-3691 Fax: 029-861-3803 ホームページ http://unit.aist.go.jp/actfault-eq/index.html